

GEOSZFÉRÁK 2013

Szerkesztette
Unger János
Pál-Molnár Elemér



Földrajzi és Földtani
Tanszékcsoport



GeoLitera

GeoLitera

HU ISSN 2060-7067

Geoszférák időszaki kiadvány

HU ISSN 2062-2465

Kiadó

SZTE TTIK Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport

Sorozatszerkesztő

Pál-Molnár Elemér

A sorozat szerkesztőbizottsága

Geiger János
Hetényi Magdolna
Keveiné Bárány Ilona
Kovács Zoltán
M. Tóth Tivadar
Mezősi Gábor
Mészáros Rezső
Rakonczai János
Sümegi Pál
Unger János

A Geoszférák időszaki kiadvány köteteinek grafikai terve Jacob Péter és Pál-Molnár Elemér munkája

*Címlapfotó: Az aránytérképek kompozitjából létrehozott területhasználati tematikus térkép
(Henits, Mucsi, 173. oldal)*

GEOSZFÉRÁK

2013

A Szegedi Tudományegyetem Földtudományok Doktori Iskola
és a Környezettudományi Doktori Iskola (Környezeti geográfia program)
eredményei

Szerkesztette
Unger János – Pál-Molnár Elemér



GeoLitera
SZTE TTIK Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport
Szeged, 2014

Szerzők

Bata Teodóra
Benyhe Balázs
Biró Lóránt
Boros Lajos
Dabi Gergely
Dudás Gábor
Fekete József
Fiser-Nagy Ágnes
Henits László
Hetényi Magdolna
Kiss Tímea
Mezősi Gábor
Mészáros Minucsér
M. Tóth Tivadar
Mucsi László
Polgári Márta
Sajgó Csanád
Schubert Félix
Tobak Zsolt

© SZTE TTK Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport, 2014
Minden jog fenntartva

Nyelvi lektor

Kosztolányi Éva

Nyomda

Innovariant Nyomdaipari Kft., Szeged
Felelős vezető Drágán György
6750 Algyő, Ipartelep 4.

GeoLitera

SZTE TTK Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport
Felelős kiadó Pál-Molnár Elemér
6722 Szeged, Egyetem u. 2.
www.geolitera.hu

TARTALOMJEGYZÉK

Előszó	7
Bata Teodóra, Mezősi Gábor A közepes méretarányú tájökológiai egységek határainak matematikai-statisztikai alapú vizsgálata	9
Benyhe Balázs, Kiss Tímea Agrogén hatásra kialakuló felszínformák és folyamatok vizsgálata eltérő geomorfológiai adottságú területeken	33
Biró Lóránt, Polgári Márta, M. Tóth Tivadar A bakonyi mangánérc-bányászat fúrásainak komplex újraértékelése	53
Dabi Gergely, Schubert Félix, M. Tóth Tivadar A Mecsekalja Zóna kristályos komplexum posztmetamorf paleofluidum evolúciója	77
Dudás Gábor, Boros Lajos A világvárosok térkapcsolatainak vizsgálata légi közlekedési adatok felhasználásával	99
Fekete József, Hetényi Magdolna, Sajgó Csanád Aromás vegyületek vizsgálata hévizekben és keletkezésük kísérleti modellezése	123
Fiser-Nagy Ágnes, M. Tóth Tivadar A Kiskunhalas-ÉK repedezett metamorf szénhidrogén rezervoár komplex értékelése	145
Henits László, Mucsi László A Szubpixel alapú osztályozások alkalmazása a városi felszínborítás és területhasználat elemzésében	161
Mészáros Minucsér, Mucsi László Spatial analysis of geohazard on the Fruška Gora mountain	187
Tobak Zalán, Mucsi László A városi felszín vizsgálata nagy térbeli és spektrális felbontású légifelvételek felhasználásával	211
A kötet – 2013-ban PhD fokozatot szerzett – szerzői	237

A KISKUNHALAS-ÉK REPEDEZETT METAMORF SZÉNHIDROGÉN REZERVOÁR KOMPLEX ÉRTÉKELÉSE

Fiser-Nagy Ágnes, M. Tóth Tivadar

Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszék, Szeged
e-mail: agnes.nagy@geo.u-szeged.hu

ÖSSZEFOGLALÁS

Az Alpi–Kárpáti–Dinári orogén öv által közrezárt Pannon-medence komplex fejlődéstörténete miatt mozaikos kristályos aljzata számos repedezett tárolót rejt. Ezek az aljzati helyzetű repedezett tárolók ipari mennyiségű szénhidrogént és termálvizet szolgáltathatnak, mely kiemelkedő jelentőséget ad ennek a területnek. A Kiskunhalas-ÉK mező egy ezek közül, termelése az 1970-es évek óta zajlik. Jelen kutatás célja, hogy jobban megértsük a kőzetanilag heterogén aljzat különböző szerkezeti egységei közötti térbeli kapcsolatokat, valamint felfedni a hidradinamikai viselkedésben játszott szerepét. Ennek érdekében részletes kőzettani, szerkezeti és kőzetmechanikai vizsgálatokat végeztünk. Az eredmények alapján négy fő kőzettípust (ortogneisz, ortogneisz milonit, grafitos gneisz milonit, grafitos karbonát fillit) különítettünk el, melyek egy inkompatibilis kőzetoszlop mentén helyezkednek el. A milonitos kőzettípus jelenléte, az extenziós szöveti bélyegek és a geofizikai adatok alapján kitérképezett lapos szögű ($< 5^\circ$) gneisz/milonit határ arra utal, hogy kőzetoszlop egy egykori elválasztó vető mentén alakult ki. A kőzettípusok kőzetmechanikai tulajdonságai alapján meg tudtuk állapítani, hogy a kőzettípusok tároló és/vagy vezető tulajdonságai szignifikánsan eltérnek, a legkedvezőbb kőzetmechanikai tulajdonságokkal bíró kőzettípus elhelyezkedése rendszerint egybeesik a kutak termelő szakaszaival. Az eredményeink összességében gazdagították az általános földtani ismereteinket, és hasznára vannak az alkalmazott tudománynak is, különösen rezervoár geológiai szempontból értékesek.

1. Bevezetés

Majdnem minden fluidum rezervoár tartalmaz természetes repedezettséget, a repedezett rezervoárok azonban azok, melyek

esetén a repedezettség hatással van a fluidum áramlására. A repedezett rezervoárok olyan tárolók, melyek mátrix (elsődleges) porozitása nagyon kicsi vagy nincs, a tárolás a kőzettestben kialakult másodlagos

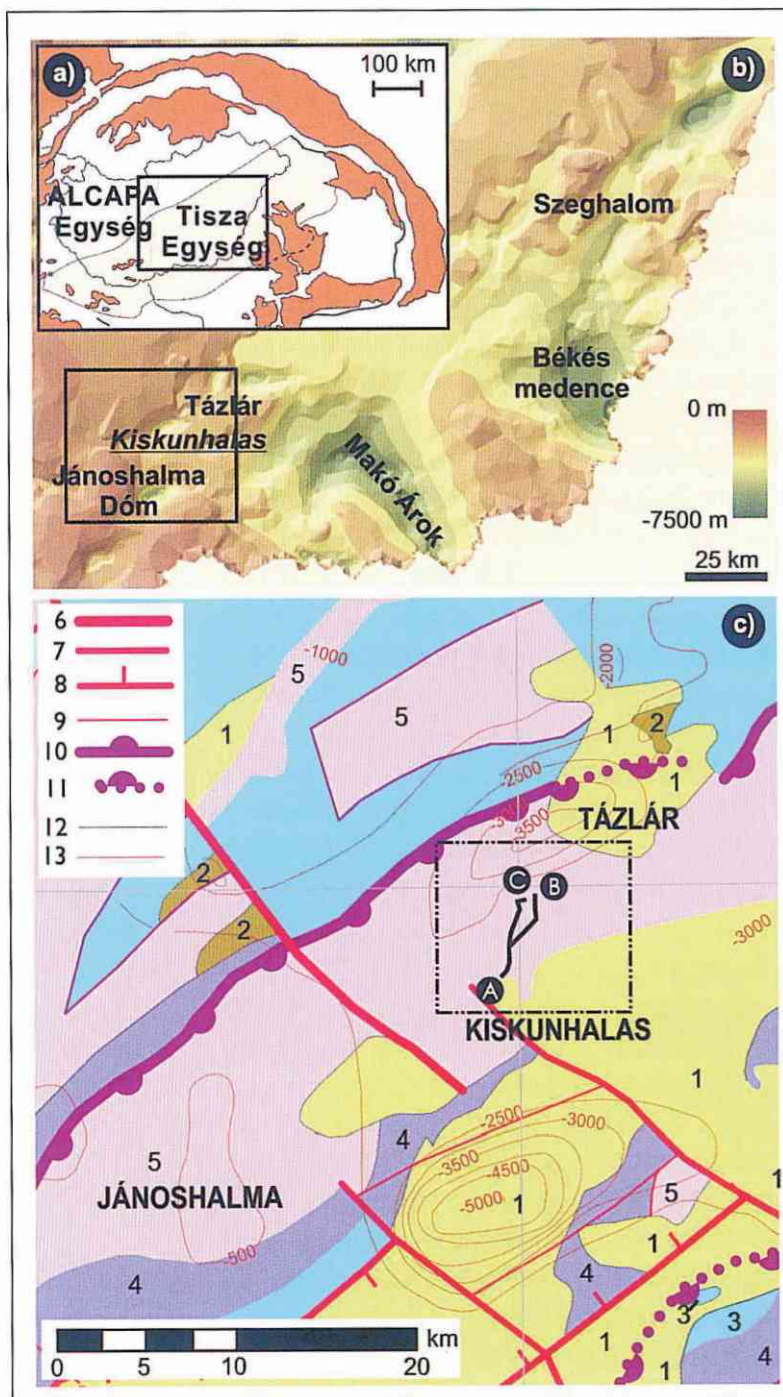
porozitásban történik. Ez a másodlagos porozitás egyrészt a tektonikai elemekhez kötődik a mikrorepedésektől egészen a szeizmikus léptékű vetőkig, másrészt pedig oldási porozitás, mely mállás, illetve hidrotermás hatásra alakulhat ki (Sircar, 2004). Habár a világ szénhidrogéntelepei főként homokkőben vannak, a karbonátok (pl.: Tempa Rossa mező, Déli-Appenninek, Olaszország; Aydin 2000), a magmás (pl. Precuyano egység, Neuquén-medence, Argentína; Sruoga, Rubinstein, 2007), és a metamorf (pl.: White Tiger mező, Mekong-medence, Vietnám; Huy et al., 2012) kőzetek is megfelelő rezervoár testek lehetnek. A repedések egyfajta másodlagos porozitást képeznek ezekben a kőzettestekben, melyek különbözőképpen alakulhatnak ki (Aguilera, 1995). A repedezett rezervoárok tárolókapacitása szélsőségesen változó, függően (1) a repedezettség fokától és (2) az elsődleges porozitástól (Aguilera, 1995), (3) a repedés sűrűségétől és (4) az egymást metsző repedések számától, (5) a repedések irányítottságától, (6) a diagenezistől és az ehhez kapcsolódó átalakulási fázisoktól (Salah, Alsharhan, 1998), illetve (7) a repedések morfológiájától (Nelson, 2001). Ezek az aljzati helyzetű repedezett tárolók általában kiemelt helyzetűek, feltűnik diszkordánsan fiatalabb üledékes rétegsor települ. Számos esetben a szénhidrogén anyakőzetét adó szerves anyagban dús képződmény is ennek a fiatalabb rétegsornak a tagja. A repedezett tárolók feltöltődése történhet olyan mechanizmus során, melyet irányított feszültségtérben kialakult repedések dilatációja indít el; ez lokálisan csökkenti a hidrosztatikus nyomást, így nyomásgrádiens jön létre, mely hatására a fedőkőzetből a fluidum beszivárog az aljzat repedéseibe. A rezervoár zárásáról általában egy fiatalabb finomszemcsés üledékes réteg gondoskodik (Sircar, 2004).

Az Alföld kristályos aljzatának fejlődése, felépítése évtizedek óta izgalmas kutatási téma, melynek mind alap-, mind alkalmazott kutatási vonatkozásai igen sokrétűek. Habár a feltártságot nagyban meghatározza az ipari érdeklődés, az így nyert minták és adatok jó betekintést engednek az adott terület földtanába is. A Kiskunhalas-ÉK mező esetében számos kút létesült, azonban a fúrómagok száma igen korlátozott, s az archív karotázs szelvények közül is keveset lehet felhasználni és csak szűk szelvényválaszték áll rendelkezésre; a területről szeizmikus szelvény nem készült. További információforrást jelentenek a kútönyvek napi- és összefoglaló jelentései, az ipari jelentések és tudományos közlemények. Fontos felismernünk, hogy mindezen információk együttes, integrált használata szükségszerű, és ez lehet a kulcs a terület jobb megértéséhez.

Jelen kutatás célja egyrészt alapkutatási jellegű, mivel az egyes területek időről időre új módszerekkel vagy új elméletek szempontjából történő ismételt vizsgálata gazdagíthatja az általános földtani ismereteket a szűkebb (Jánoshalma, Tázlár) és tágabb (Tisza Egység aljzata) földtani környezetben. Másrészt célunk alkalmazott földtani kérdéseket is megválaszolni, mivel a kutatási terület egy aktív, szénhidrogén termelő mező. Az újonnan nyert ismeretek segíthetik a rezervoár jobb megértését, annak további művelését, fejlesztését. A kutatás során megismert és/vagy kidolgozott módszerek, adatkezelési eljárások, integrált vizsgálatsorozat más, hasonló területeken is alkalmazhatóak lehetnek. Különös aktualitást ad a kutatásnak, hogy 2008-ban indult el a terület reambulációja a MOL-csoportban, illetve a környéken (Jánoshalma, Kiskunhalas) a Rohöl-Aufsuchungs Aktiengesellschaft (RAG) jelenleg is új termelési lehetőségek után kutat.

2. Földtani háttér

A Pannon-medence erősen tagolt aljzata különböző eredetű mikrolemezekből áll. A térség meglehetősen bonyolult szerkezeti fejlődése a kevésbé ismert variszkuszi orogén eseményekkel kezdődött (Szederkényi, 1984; Árkai et al., 1985; Lelkes-Felvári et al., 2003; Lelkes-Felvári, Frank, 2006), melyet intenzív extenzió követett a jura időszakban (Csontos et al., 1992; Haas, Péro, 2004), majd a kréta takaróképződés során (Rozlozsnik, 1936; Ianovici et al., 1976; Bleahu et al., 1994; Németh-Varga, 1983; Tari et al., 1999). A neogénben történt bonyolult medencesüllyedési folyamatok eredményeként (pl. Tari et al., 1992; Horváth, 1995; Csontos, Nagymarosy, 1998; Horváth et al., 2006) több kilométer mély részmedencék (Békés-medence, Makó-árok) és metamorf magaslatok alakultak ki, melyeket helyenként csak néhány száz méter vastag fiatal üledék fed (pl. Jánoshalma-Dóm, Szeghalom-Dóm) (1. ábra). Az így létrejött változatos topográfia és szerkezeti felépítés jelentősen befolyásolja a medence fluidum áramlási rendszereit (pl. Vass et al., 2009), ezért azok megismerése alapvető fontosságú, különösen az ipari jelentőségű fluidumok kitermelése



1. ábra – a) A Tiszai Egység helyzete a Pannon-medencében, keret a b) térképet jelöli; b) az Alföld aljzatának topográfiája, Kiskunhalas-mező elhelyezkedése, keret a c) térképet jelöli; c) Kiskunhalas-mező és környékének földtani térképe, a 12. ábra szelvényeinek lefutása (Haas et al., 2010 alapján). Jelmagyarázat: Földtani képződmények: 1 – Kréta üledékek, 2 – Kréta vulkanitok, 3 – Jura üledékek, 4 – Triász üledékek, 5 – Variszkuszi kristályos képződmények. Térképi jelek: 6 – Elsőrendű Kainozoos tektonikai elem, 7 – Másodrendű Kainozoos tektonikai elem, 8 – Másodrendű Kainozoos normálvető, 9 – Harmadrendű Kainozoos tektonikai elem, 10 – Elsőrendű Mezozoos takaró, 11 – Elsőrendű Mezozoos takaró, fedett, 12 – Földtani képződmény határ, 12 – Pretercier aljzat szintvonalai.

szempontjából, mint például a termálvíz vagy a szénhidrogének.

A Kiskunhalas-ÉK szénhidrogén-rezervoárt az 1970-es évek közepe óta termelik. A Kiskunhalasi repedezett szénhidrogén-tároló az Alföld aljzatában, a Kőrösi Egységen belül, Jánoshalma Dóm és Tázlár mező között fekszik (1. ábra). Ez az aljzatmagaslat körülbelül 1700–2000 méter mélyen, miocén üledékek fekéje. Két mezőre osztható, egy kristályos aljzatú északi és egy karbonátos aljzatú déli mezőre; jelen kutatás tárgya az északi. A különböző tudományos közlemények (T. Kovács, 1973; Árkai, 1978; Cserepes, 1980; T. Kovács, Kurucz, 1984; Cserepes-Meszéna, 1986; Árkai 1993) és nem publikált ipari jelentések számos kőzettípust leírtak a területen: gneisz, csillámpala, amfibolit, különböző milonit típusok, migmatit, és kis metamorf fokú fillit. Ennek ellenére az aljzati tárolót a modellekben rezervoárgéológiai értelemben egységesnek kezelik, habár a mezőn belül legalább tíz hidraulikai rezsimet különítenek el.

3. Alkalmazott módszerek

3.1. Petrográfia

A területen előforduló kőzettípusok azonosítása és osztályozása érdekében makroszkópos és mikroszkópos vizsgálatokat végeztünk, 15 kútban rendelkezésre álló fúrómagokon és több mint 100 vékonycsiszolaton. A nyírt kőzetek jelenléte miatt alapos mikroszöveti megfigyeléseket is végeztünk. A meghatározott litológiai egységek részletes petrográfiai és szöveti leírása a további vizsgálatok alapját képezték.

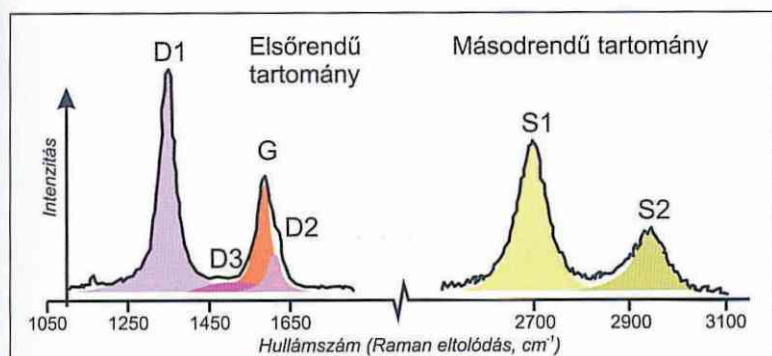
3.2. Raman spektroszkópia alapú szenes anyag termométer

Mivel két kőzettípus is tartalmaz reprezentatív mennyiségű szenes anyagot, ez

lehetőséget ad a Raman spektroszkópiái alapú szenes anyag termométer (Beyssac et al., 2002; Rahl et al., 2005; Aoya et al., 2010) alkalmazására.

Az üledékes kőzetekben található szenes anyag a diagenezis és a metamorfózis során átalakuláson megy keresztül, míg a rendezetlen szenes anyagból teljesen rendezett grafit válik (grafitizáció). A rendezettség mértéke összefüggésben áll a metamorfózis fokával, különös tekintettel a hőmérsékletre (pl. Wopenka, Pasteris, 1993; Yui et al., 1996). Mivel a folyamat erősen irreverzibilis jellegű, a szenes anyag szerkezete nem érzékeny a retrográd metamorfózisra, és elsősorban a *PT*-út mentén elért maximális hőmérséklettől függ (pl. Beyssac et al., 2002; Beyssac et al., 2004; Wiederkehr et al., 2011; Aoya et al., 2010). A Raman spektroszkóp nagy térbeli felbontásának és a rövid akvizíciós idejének köszönhetően lehetővé teszi számos spektrum felvételét, így a minta heterogenitásának meghatározását, ezért ez lehet a legmegfelelőbb módszer a metamorf szenes anyag vizsgálatára. A módszer további előnyei közé tartozik, hogy hagyományos kőzetani csiszolaton végezhető, roncsolásmentes, in-situ mérés, így a vizsgált szenes anyag szöveti helyzete a mátrixban ellenőrizhető.

A szenes anyag Raman spektruma elsőrendű ($1100\text{--}1800\text{ cm}^{-1}$) és másodrendű ($2500\text{--}3100\text{ cm}^{-1}$) tartományból áll (Tunistra, Koenig, 1970; Nemanich, Solin, 1979). Az elsőrendű tartományban jelenik meg a grafitra jellemző G-csúcs (1580 cm^{-1}) és három, úgynevezett hibacsúcs (D1 1350 cm^{-1} , D2 1620 cm^{-1} és D3 1500 cm^{-1}), a másodrendű tartományban további kettő hibacsúcs (S1 2700 cm^{-1} és S2 2900 cm^{-1}) jellemző (2. ábra). A metamorf fok növekedésével a hibacsúcsok egyre keskenyednek és intenzitásuk csökken, miközben a G csúcs egyre intenzívebbé válik. A spektrumok arányszámokkal jellemezhetők, így a csúcsintenzitás-hányadossal ($R1=D1/$



2. ábra – Rendezetlen grafit Raman spektruma, a jellemző csúcsokkal (Wiederkehr et al., 2011 alapján)

G1) és a csúcsterület-hányadossal ($R2=D1/(G+D1+D2)$). Ezen paraméterek felhasználásával Beysacc et al. (2002) termométert állított fel a 330–650 °C tartományban ± 50 °C bizonytalansággal. Rahl et al. (2005) módosította a termométert és a 100–700 °C tartományra kalibrálta, majd Ayoa et al. (2010) újabb kalibrációt tett közzé. A mérések a Szegedi Tudományegyetem Ásványtani, Geokémiai és Kőzettani Tanszékén a TERMO DXR típusú Raman mikroszkóppal történtek, a spektrumokból a számításokhoz szükséges paramétereket a Peak Fit számítógépes program segítségével határoztuk meg.

3.3. Kvarc szutura termométer

A milonitosodott litológiákban szuturált szemcsehatárú kvarc szemcsealmazokon Kruhl, Nega (1996) termométerét használtuk, a deformáció alatt jellemző hőmérséklet becslésére. A termométer alapja, hogy a monomineralikus kvarc-kvarc szemcsehatárok fraktálszerű objektumokként értelmezhetőek, mely szemcsehatárok geometriáját jellemző fraktáldimenzió-érték lineáris kapcsolatban van a kialakuláskori hőmérséklettel. Az eredmény körülbelül 100 °C hőmérséklet intervallumban érvényes, és nem függ az alakváltozás mértékétől (Kruhl, Nega, 1996).

A szemcsehatár-elemzéshez normál kőzettani vékonycsiszolatot (30 μm) használtunk, melyekről egyforma nagyítás (10x) mellett készítettünk felvételeket. A szuturált szemcsehatárokat kézzel digitalizáltuk. A fraktáldimenzió-értékeket (D) a Benoit 1.0 programmal, divider módszerrel (Mandelbrot, 1967) határoztuk meg, követve Kruhl, Nega (1996) ajánlását.

3.4. Kőzetmechanikai és CT-vizsgálatok

A terület négy jellemző kőzettípusa közül három (ortogneisz, ortogneisz milonit, grafitos gneisz milonit) rezervoár tulajdonságait tudtuk vizsgálni, mivel a grafitos karbonát fillitből nem állt rendelkezésre megfelelő mennyiségű és méretű maganyag. A mintatesteket destruktív (visszaterheléses egyirányú nyomóvizsgálat, Brazil vagy húzóvizsgálat) és nem destruktív (UH-sebesség) kőzetmechanikai teszteknek vetettük alá, melyek a Budapesti Műszaki Egyetem Kőzetmechanikai Laboratóriumában történtek. A mintákról 3-dimenziós CT-felvételek készültek a roncsolás előtti és utáni állapotban a Kaposvári Egyetem Diagnosztikai és Onkoradiológiai Intézetében. A mintatestek foliációval párhuzamosan és foliációra merőlegesen lettek kialakítva, így a törési hajlam irányfüggőségét is tudtuk vizsgálni. A törésteeszt során kapott eredményeket (nyomószilárdság, húzószilárdság, Young vagy rugalmassági modulus, relatív térfogatváltozás, törési munka) illetve a CT-képek segítségével elemzett mesterségesen kialakított töréshálózatok mennyiségi (kumulatív repedéshossz) és geometriai (fraktáldimenzió-érték) tulajdonságait hagyományos (*cross plotok*, Deer és Miller diagram) és statisztikai módszerekkel (hisztogram, diszkriminán-

cia-analízis) értékeltük ki. Az eredmények a kőzettípusok lehetséges vezető és/vagy tároló képességéről adnak információt.

3.5. Kőzettani információ térbeli kiterjesztése karotázs szelvények segítségével

A geológiai információ térbeli kiterjesztéséhez a rendelkezésre álló több évtizedes lyukgeofizikai szelvények (gamma, ellenállás, neutron, sűrűség és akusztikus szelvények) digitalizált adatsorait és a kút-könyvek (napi jelentések, furadék) adatait használtuk fel. A korábban petrográfiai és termometriai módszerekkel elkülönített kőzettípusokat hagyományos *cross plot*okkal, illetve az MN plottal (Schlumberger, 1989) azonosítottuk. Az MN ploton a három porozitásszelvény (neutron, sűrűség és akusztikus szelvények) adataiból származtatott M és N litológia érzékeny paramétereket ábrázoljuk. A diagramot hagyományosan üledékes litológiák azonosítására használják, melyet a dolomit (D) – mészkő (L) – homok (S) – anhidrid (A) mátrixértékei alapján megadott négyszög segít. Jelen esetben, a nem üledékes kőzettípusok miatt, ezt a négyszöget csak a könnyebb tájékozódás végett használtuk. Az azonosított kőzettípusok kutak menti kiterjesztését, és a litológia-határok becslését diszkriminancia-analízissel végeztük. Az így kapott kőzettípus-határokat földtani szelvények mentén ábrázoltuk, hogy feltáruljon a területet felépítő kőzettestek geometriája és szerkezeti felépítése.

4. Eredmények

4.1. Ideális kőzetoszlop

4.1.1. Petrográfia

A Kiskunhalas-ÉK mezőben négy fő kőzettípust különítettünk el (Nagy, M.

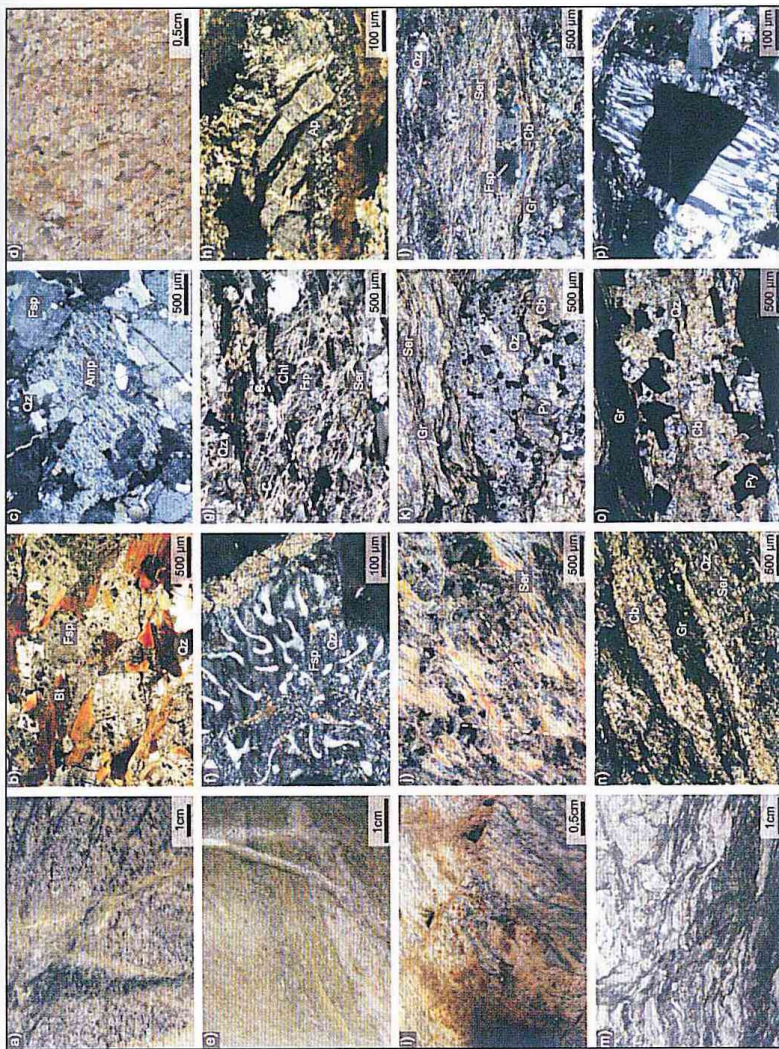
Tóth, 2012), melyek a kutakban tapasztalt szomszédsági viszonyok alapján az ideális kőzetoszlopban alulról felfelé a következők.

A legalsó ismert szerkezeti helyzetben lévő ortogneisz test (3.a ábra) amfibolit xenolitokat (3.c ábra) és csillámszegény granitoid teléreket (3.d ábra) tartalmaz. Ásványos összetétele (3.b ábra) és mélységi magmás szöveti reliktumok (mirmekit, saját alakú cirkon) alapján feltételezzük, hogy a szomszédos Jánoshalma ortogneisszel azonos, melyet $T < 580\text{ }^{\circ}\text{C}$ metamorf átalakulási hőmérséklet jellemez (Zachar, M. Tóth, 2004). Ez az ortogneisz a protolitja a milonit zóna alsó részét alkotó ortogneisz milonitnak (3.e ábra), az ásványos összetétel és a jellegzetes mélységi magmás (3.f ábra) szövet jelenléte alapján.

A milonit zónát felépítő másik litológia, a grafitos gneisz milonit (3.i ábra), jellemző indexásványai (grafit, pirit) miatt (3.k ábra) egyértelműen elkülönül az alsó ortogneistől. Nem deformált protolitja a területen ismeretlen; hasonlóan elkülönül a legfelső szerkezeti helyzetben előforduló grafitos karbonát fillittől, annak nagy kvarc+földpát+szericit (3.k ábra) tartalma alapján.

A kőzettest jelentős részét adó milonitos zóna (C-S milonitos foliáció – 3.g, j ábra) petrológiailag két különböző kőzettípusból épül fel. Ezek egységesen olyan szöveti bélyegeket viselnek magukon (pl. dominó-szerkezet – 3.h ábra, mikro-boudinage – 3.l ábra), melyek arra utalnak, hogy a milonitosodás során mikroléptékben extenziós feszültségtér alakult ki.

A viszonylag kis kiterjedésű, legfelső szerkezeti helyzetben lévő grafitos karbonát fillit (3.m ábra) jellegzetes, kaotikusan gyűrt sötét (szenes anyag, pirit, agyagásványok) és világos (karbonát, szericit, kevés kvarc) sávokból áll (3.m–o ábrák). Jellemző szöveti bélyege a piritszemcsék körül kialakult nyomási szegély (3.p ábra). Árkai



3. ábra – A KIIHA-ÉK mező kőzettípusai: a) az ortogneisz jellegzetes makroszkópos képe, b) az orientációt biotit lécek definiálják az ortogneisz földpát-kvarc mátrixában (+N), c) átalakult amfibolit xenolit szövete képe (+N), d) a csillámszegény granitoid makroszkópos képe; e) az ortogneisz milonit jellegzetes makroszkópos képe, f) mirmekites földpátszemcse a protolit magmás eredetére utal (+N), S-C szövet az ortogneisz milonitban (+N), h) „könyvespolc” vagy „dominó” szövetű apatit ortogneisz milonitban (+N); i) a grafitos gneisz milonit jellegzetes makroszkópos képe olajfoltokkal, j) S-C szövet a grafitos gneisz milonitban (+N), k) vékony grafitcsíkok és kis pirítokkák kvarc-földpát-karbonát mátrixban (+N), l) földpát boudinage a grafitos gneisz milonitban (+N); m) a grafitos karbonát fillit jellegzetes makroszkópos képe, n) széles grafitcsíkok karbonát-kvarc-szericit mátrixban (+N), o) pirítokkák kvarc nyomási szegéllyel karbonát mátrixban (+N), p) nyomási szegély piritszemcse körül grafitos karbonát fillitben (+N) (Ásványrövidítések Whitney, Evans (2010) után).

(1993) szerint a fillit protolitja egy redox körülmények között képződött márga, az ásványtani, geokémiai adatok a fillit test felszíni mállására utalnak.

4.1.2. Termometriai eredmények

A megismert kőzettípusok genetikai viszonyainak tisztázása érdekében termometriai módszereket alkalmaztunk.

A vizsgált terület két grafitos kőzettípusának jellemző Raman spektrumai láthatóak a 4.a ábrán. A grafitos karbonát fillit és a grafitos gneisz milonit spektruma szignifikánsan eltér. A D1 hibacsúcs intenzitása a grafitos karbonát fillit esetén némileg nagyobb a G csúcsnál, míg a grafitos gneisz milonit D1 hibacsúcsa sokkal alacsonyabb a G csúcsnál, mely jellegzetességek a grafitos gneisz milonit szenes anyagának előrehaladottabb grafitosodását jelzi. Különböző szerzők termométereit figyelembe véve a maximum hőmérséklet a grafitos karbonát fillitre $T = 375 \pm 15$ °C -nak, míg a grafitos gneisz milonitra magasabb, 410 ± 45 °C -nak adódott. A grafitos karbonát fillit esetén a szenes anyag heterogenitása igen kicsi, az R2 értékek szórása 0,03, mely jelzi, hogy ezt a litológiát egységesen $T \sim 375$ °C maximális metamorf hőmérséklet érte. A grafitos gneisz milonit ennek az ellenkezőjét mutatja az R2 értékek jelentős mértékű szórásával

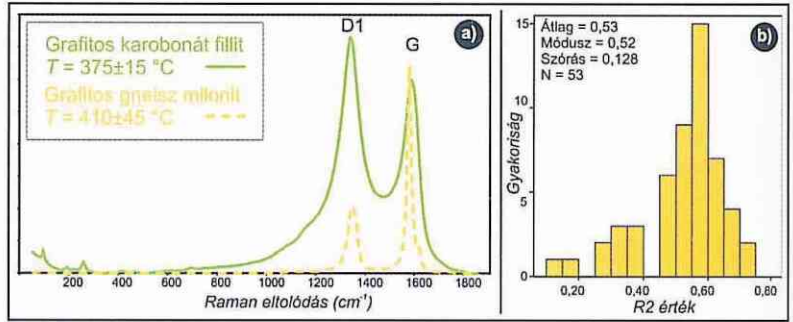
(0,1). Továbbá az értékek eloszlásfüggvénye (4.b ábra) aszimmetrikus, ferdeséget mutat az alacsonyabb R2 értékek irányába (magasabb hőmérsékletet jelez). A minták hetero-

genitásának okait a szakirodalom részletesen vizsgálja (pl. deformáció, tökéletlen grafitosodás), ez azonban az adatok (pl. Ayoa et al., 2010; Wiederkehr et al., 2011) magasabb értékek felé eltolódását eredményezi (alacsonyabb hőmérsékletre utal); így a heterogenitás okát ebben az esetben, másban kell keresnünk. Egy milonit zónában számos, eltérő metamorf fejlődéstörténetű kőzettest kerülhet egymás mellé. Habár ezek többségét jelen esetben $T \sim 410^\circ\text{C}$ metamorf csúcshőmérséklet jellemzi, emellett néhány benyíródott kőzetdarab feltételezhetően magasabb metamorf hőmérsékletet hordoz. A grafitos gneisz milonit Raman spektroszkópiás eredményei különböző metamorf csúcshőmérsékletű kőzetek keveredésére utalnak egy egykori nyírási zóna mentén.

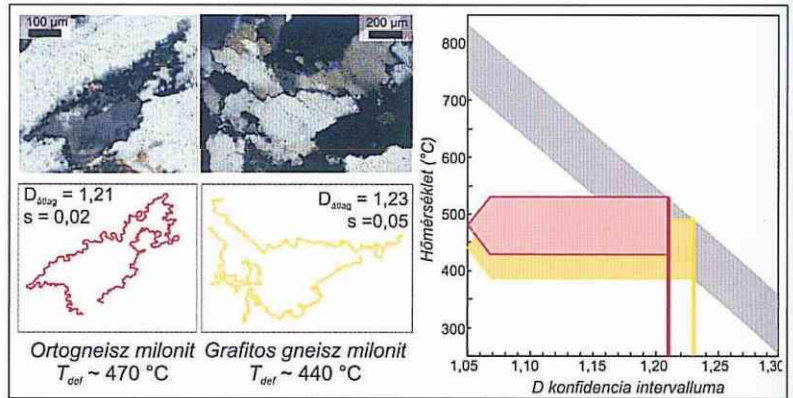
A mindkét milonitosodott litológiai egységre alkalmazott kvarc szutúra termométerrel azok képlékeny deformáció kori hőmérsékletét becsültük. A szuturált kvarc szemcsehatárok fraktáldimenzió-értékei (ortogneisz milonit: $D=1,21\pm0,02$, 15 minta; grafitos gneisz milonit: $D=1,23\pm0,05$, 5 minta) alapján Kruhl, Nega (1996) kalibrációját használva, azonosan körülbelül $T_{\text{def}} \sim 455^\circ\text{C}$ -nak adódott (5. ábra).

4.1.3. Metamorf fejlődéstörténet

A petrográfiai és termometriai eredményeket az ideális kőzetoszlop mentén összegezve (6.a ábra) a legfelső és a legalsó kőzetblokkok között, közel 200°C metamorf hőmérséklet-különbséget tapasztalunk. Ez



4. ábra – a) Grafitos gneisz milonit és grafitos karbonát fillit jellemző szenes anyag Raman spektrumai, a becsült hőmérsékletekkel b) grafitos gneisz milonit R2 értékeinek eloszlása

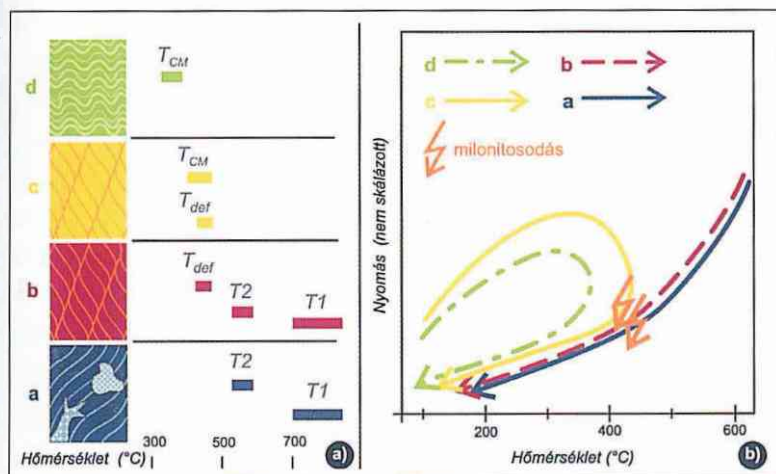


5. ábra – Kvarc szutúra termométer-eredmények (Kruhl, Nega, 1996) a két milonitos kőzettípusban

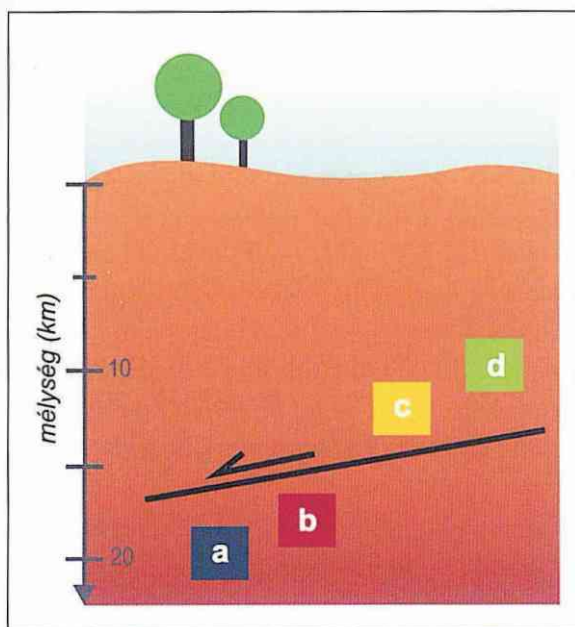
az inkompatibilis kőzetoszlop (6.b ábra), a milonitosodott kőzettípusokban becsült deformációs hőmérséklet alapján, a geotermikus gradienstől függően, hozzávetőlegesen 15 km mélyen egy vetőzóna működése során alakulhatott ki (7. ábra). Bár a milonitokban leírt extenziós feszültségtérben kialakult szöveti bélyegek jelenléte nem zárja ki az egész kőzettest vonatkozásában a kompressziós feszültségtérrel, mindazonáltal inkább azt valószínűsíti, hogy az egykori nyírási zóna extenziós feszültségtérben működhetett.

4.2. A kőzettípusok rezervoár tulajdonságai

Három, a területen uralkodó kőzettípus (ortogneisz, ortogneisz milonit, grafitos gneisz milonit) kőzetmechanikai tesztek



6. ábra – a) Jellemző hőmérsékletek közötti típusonként az ideális közetoszlop mentén; b) a közettípusok feltételezhető P - T útjai (nyílak). Jelmagyarázat: a – ortogneisz, b – ortogneisz milonit, c – grafitos gneisz milonit, d – grafitos karbonát fillit, T_1 – jellemző metamorf hőmérsékletek, T_{def} – kvarc szutúra termométerrel becsült deformáció kori hőmérséklet, T_{CM} – Raman spektroszkópia alapú szenes anyag termométerrel becsült metamorf csúcs hőmérséklet.



7. ábra – A közettípusok feltételezhetően egy egykori, kb. 15 km mélységben működő extenziós nyírási zóna mentén kerültek egymás mellé
Jelmagyarázat: a – ortogneisz, b – ortogneisz milonit, c – grafitos gneisz milonit, d – grafitos karbonát fillit.

és CT-képek (8. ábra) kiértékelésével kapott paramétereinek együttes elemzése azt mutatják (Nagy et al., 2013), hogy

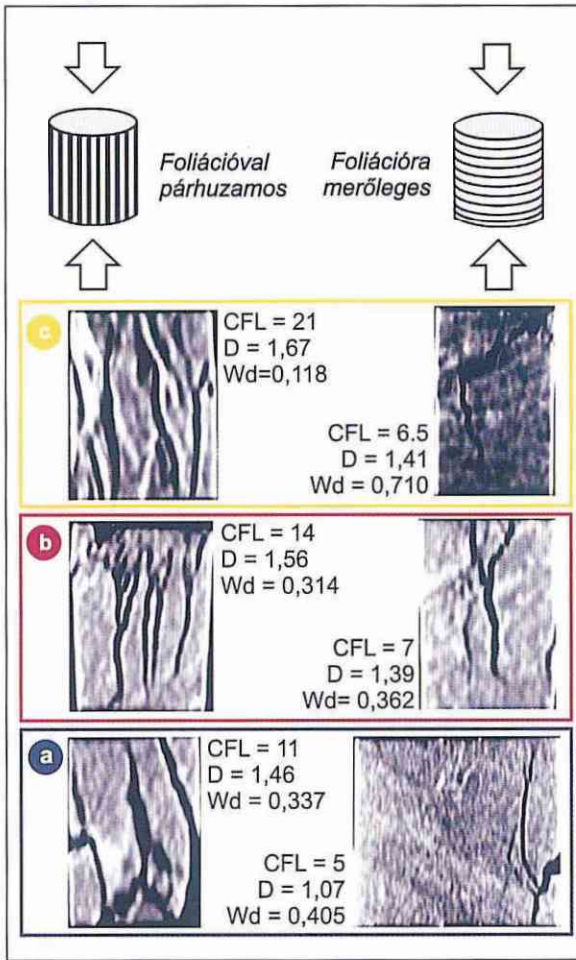
azok rezervoár tulajdonságai szignifikánsan különböznek (9.d ábra). A litológiák közül a legjobb tárolótulajdonsággal a grafitos gneisz milonit bír, ami nagy és kommunikáló töréshálózat kialakulására hajlamos (8. ábra), és amelyet kevesebb befektetett munkával lehet elérni a többi litológiához képest (ortogneisz, ortogneisz milonit). Jellemző továbbá a mért paraméterek nagy anizotrópiája (8., 9.b,c ábrák), a milonitos foliációval párhuzamosan tört minták rezervoár szempontból jellemzően kedvezőbb tulajdonságokat mutatnak, szemben a foliációra merőleges mintákkal. A mérőszámok anizotrópiájának mértéke közettípusonként eltér; a grafitos gneisz milonit esetében tapasztalható a legnagyobb eltérés (9.c ábra).

4.3. Kőzetváz modell

4.3.1. Közettípusok azonosítása és litológia határbeclés

Miután megismertük a területre jellemző közettípusokat és azok rezervoár tulajdonságait, adódik a kérdés, hogy milyen a tároló geometriája, meg tudjuk-e becsülni, hogy hol találhatóak a legjobb tároló tulajdonságú kőzetblokkok? A rendelkezésre álló adatok, így a digitalizált archív karotázs szelvények, a kútönyvek és a fúrómagok által ismert litológiájú intervallumok felhasználásával igyekeztünk feltérképezni az aljzat szerkezeti felépítését.

Mivel a grafitos karbonát fillit litológia makroszkóposan jól elkülöníthető, a kútönyvek napi jelentései alapján ismerhet-

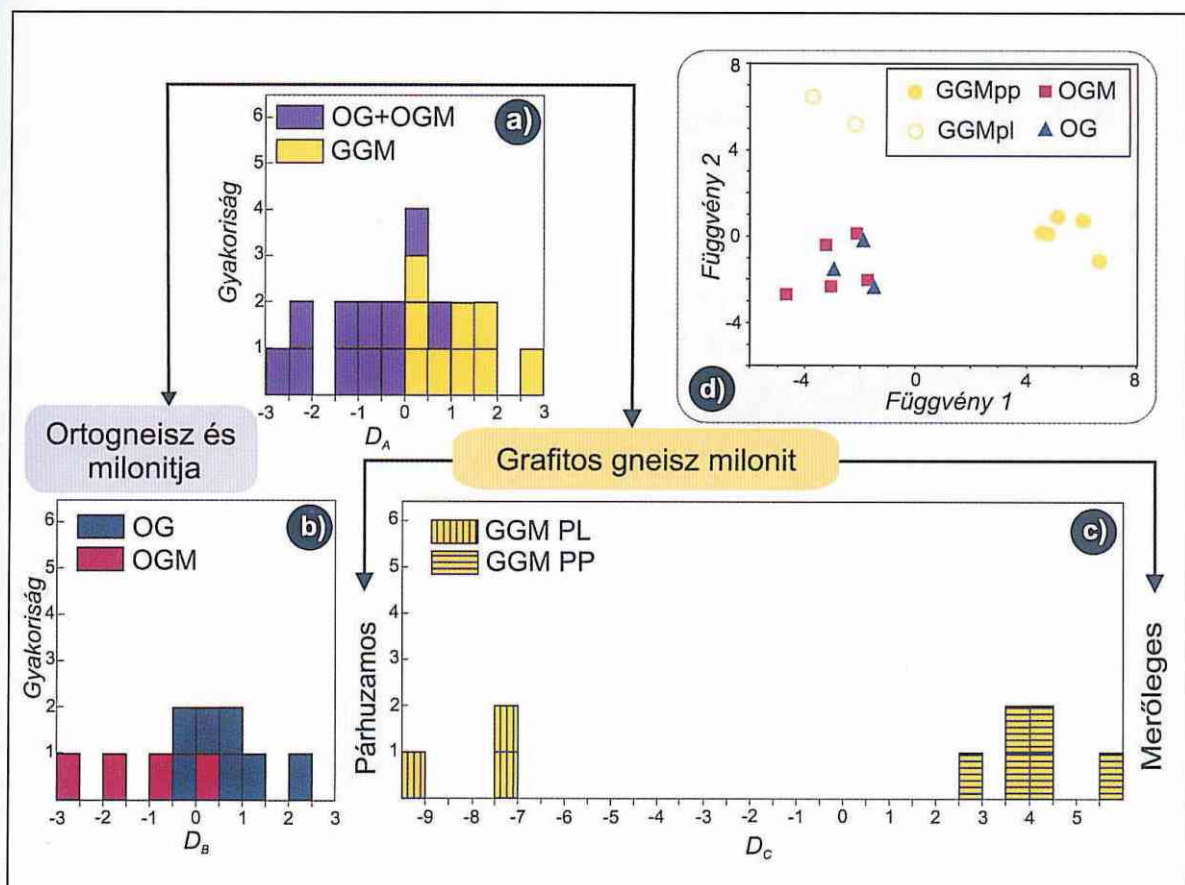


8. ábra – a) Orthogneisz b) ortogneisz milonit c) grafitos gneisz milonit mintatestek jellemző CT-képei és paraméterei
Jelmagyarázat: CFL – kumulált repedéshossz, D – repedéshálózatra jellemző fraktáldimenzió-érték, Wd – töréshálózat kialakításához befektetett munka (kJ).

jük a pontos elterjedését. Elsőként azokat a kutakat vizsgáltuk, amelyekben fillit nem, csak a többi (grafitos gneisz milonit, ortogneisz milonit, ortogneisz) kőzettípus jelenik meg. A néhány, fúrómaggal illetve gamma- és ellenállásslvénnyel rendelkező kút alapján meg tudtuk állapítani, hogy az ortogneisz és ortogneisz milonit elkülönül a geofizikai tulajdonságai szerint (10.a ábra), azonban a kétféle milonit (grafitos gneisz milonit, ortogneisz milonit) a rendelkezésre álló adatok alapján nem különül el (10.b ábra). Megfigyelhető továbbá, hogy a magsza-

kas nélküli, de porozitásslvénnyel is bíró kutak esetén a kút alsó és felső szakaszának adatpontjai elkülönülnek (10.c ábra). A porozitás- (neutron, sűrűség, akusztikus) slvények adatai alapján megadható az adatpontok M- és N-értéke (Schlumberger, 1989), melyek a litológiára érzékeny tulajdonságokat hangsúlyozzák ki. A felső szakasz jellemzően lazább (alacsonyabb sűrűség és magasabb akusztikus értékek) és csillámdúsabb (magasabb gammaértékű) kőzetből áll (10.c ábra). Ezek alapján és az ideális kőzetoszlop (6.a ábra) figyelembevételével a kút alsó szakaszát a gneisz, míg a felső szakaszát a milonitos kőzettípussal azonosítottuk. A litológia határbecslést (10.d ábra) minden esetben diszkriminancia-analízissel végeztük (Fiser-Nagy et al., 2014). Fontos kiemelni, hogy a kőzettípus azonosítás és a határbecslés azokban az esetekben is működött, ahol csak az egyik kőzettípust tárta fel a kút.

Ezután következtek azok a kutak, ahol a kútkönyvek alapján grafitos karbonát fillit és „valamilyen gneisz” kőzettípust tártak fel. Egy ilyen kútból állt rendelkezésre karotázs slvény. A geofizikai adatok alapján a fillit adatpontjai elkülönülnek (11.a,b ábrák); a kút alsóbb szakaszát jelentő többi adatpont azonosítását az MN-plot tette lehetővé (11.c ábra). Az előző, gneisz/milonit MN-plotokon megfigyelt litológia elhelyezkedés alapján a fillit alatti litológiát milonitként azonosítottuk. A litológia határbecslést ebben az esetben is diszkriminancia-analízissel végeztük (11.d ábra). Ilyen módon három litológiai egység (ortogneisz, milonit, grafitos karbonát fillit) között, összesen 16 kútban becsültük a litológia határok mélységét. A földtani slvényekhez (12. ábra) még további 22 kút valamilyen ismert litológiájú intervallumait használtuk fel.



9. ábra – A közetmechanikai tesztek és CT-felvételek kiértékeléséből származó paraméterek diszkriminancia-analízisének eredményei; a diszkriminancia-értékek histogramjai

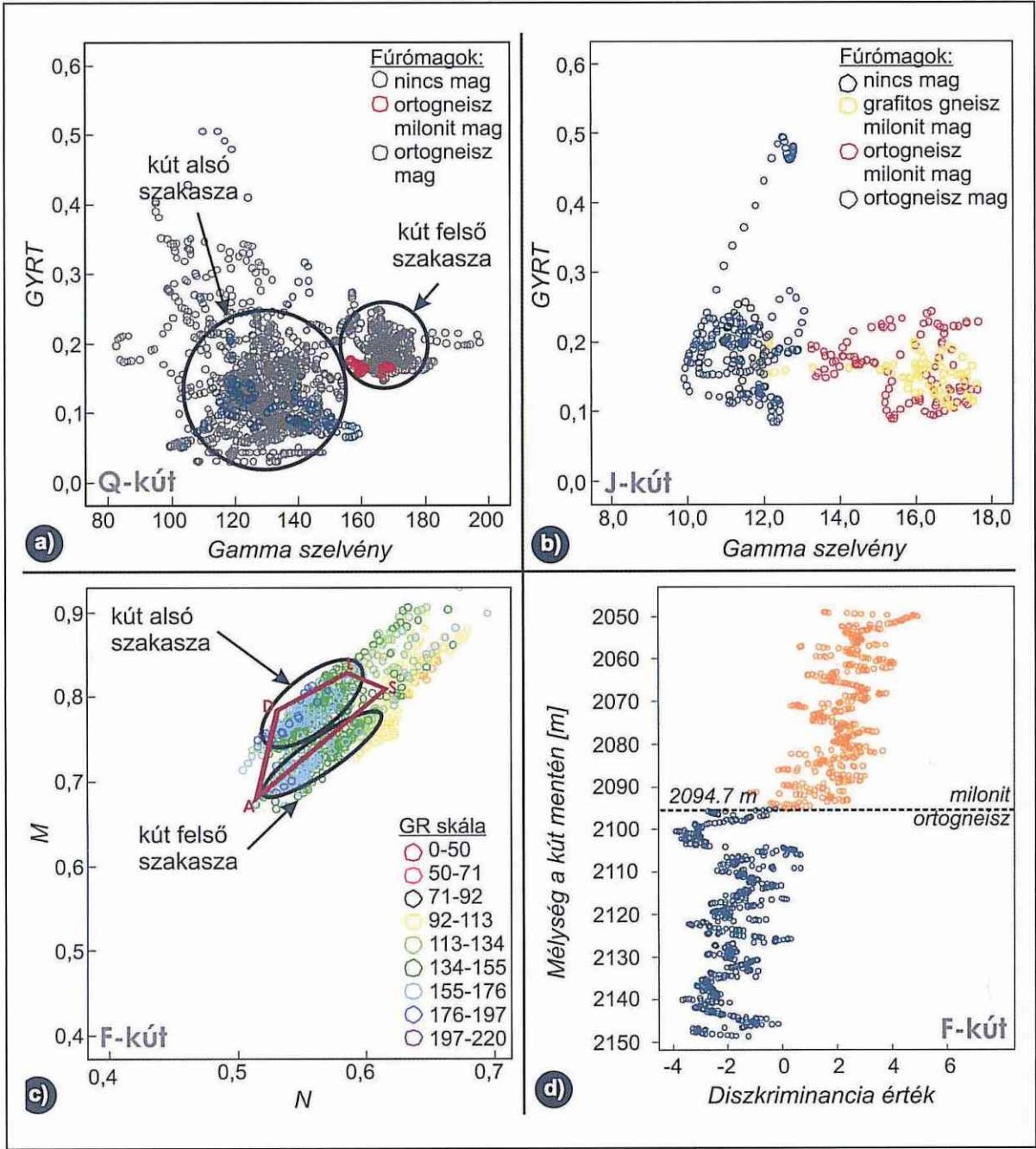
a) ortogneisz a milonitjával és grafitos gneisz milonit, b) ortogneisz és ortogneisz milonit c) grafitos gneisz milonit foliációval párhuzamos és foliációra merőleges csoportokra, d) illetve az összes csoportra. Jelmagyarázat: OG – ortogneisz, OGM – ortogneisz milonit, GGM – grafitos gneisz milonit, PP – foliációra merőleges, PL – foliációval párhuzamos mintatestek, $D_{A,B,C}$ – diszkriminancia-függvény értékek.

4.3.2. Földtani szelvények

Az így kapott földtani szelvényeken a gneisz/milonit határ lapos szögű ($<5^\circ$), északias dőlésű ($13\text{--}18^\circ$) síknak adódik (12. ábra), melyet a nyírási zóna két oldalán felismert kőzettestek szignifikánsan eltérő metamorf fejlődéstörténete alapján, és a feltételezhető extenziós feszültségtér miatt elválasztó vetőként (Lister, Davis, 1989) értelmeztünk.

A hidraulikai rezsimék figyelembevételével a szelvényeken a későbbi töréses deformáció eredményeként kialakult néhány normál vető azonosítható, melyek rekesztőként viselkednek a termelő

tulajdonságú milonitos testek között (12. ábra). Egyes rezsimhatárokat azonban nem vető, hanem feltételezhetően a milonit zóna kőzettani inhomogenitása okozhatja. Mivel a két milonitosodott kőzettípus törési hajlama szignifikánsan eltér, ez jelentős különbségeket eredményezhet a tároló kapacitásban. A tároló testek geometriáját, s így rezer-voár tulajdonságait tovább árnyalhatja a milonitok számottevő szerkezeti, s az ehhez kapcsolódó közetmechanikai anizotropiája. Az eredményeket igazolja, hogy a kutakban ismert termelési szakaszok (a 12. ábra szelvényein fekete sáv-

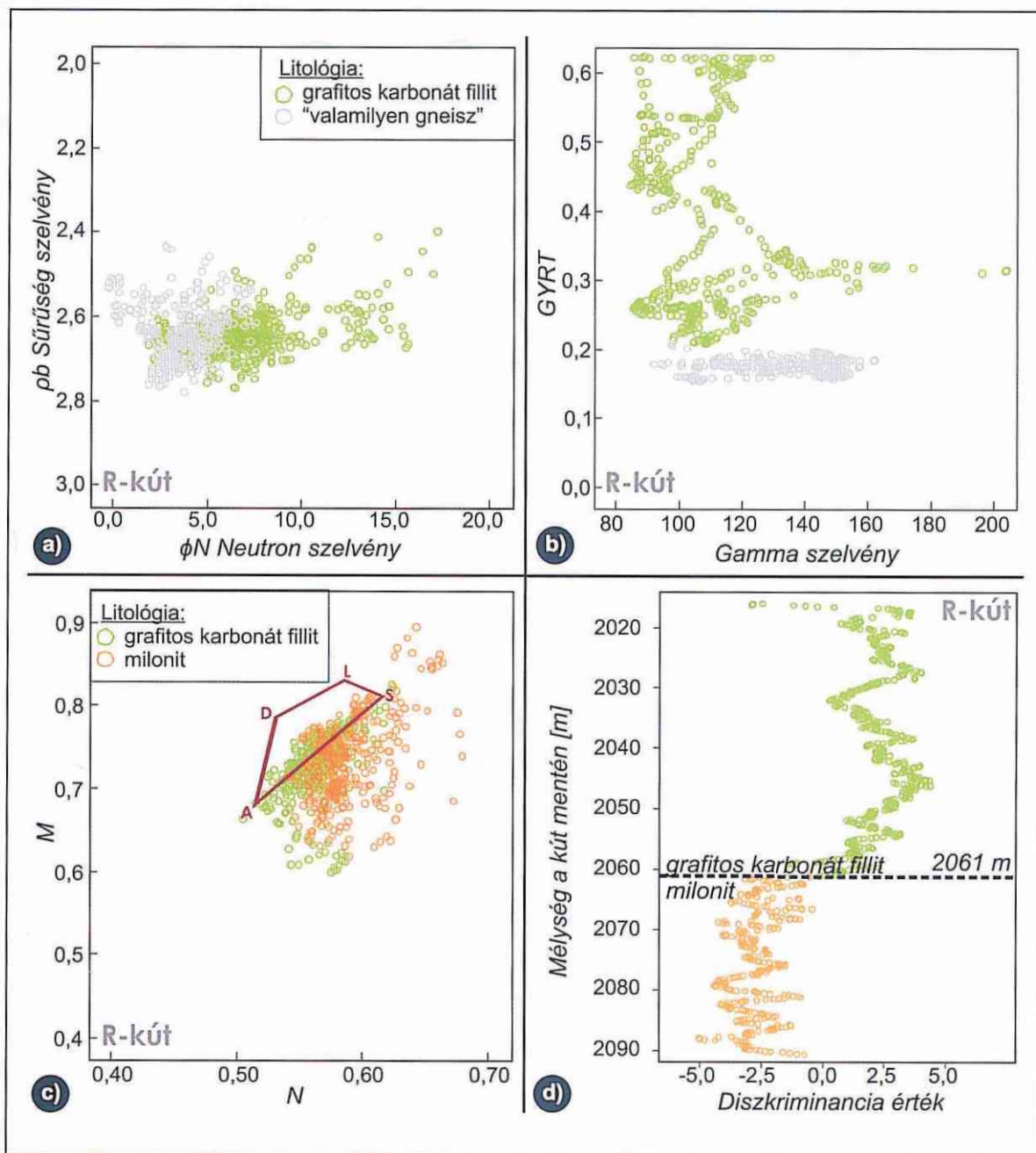


10. ábra – Ortogneisz és milonit litológiák cross plotjai
a) Q-kút gammaellenállás plotja ismert magszakaszokkal, b) J-kút gammaellenállás plotja ismert magszakaszokkal, c) F-kút MN-plotja gammaértéke szerinti színskálával, d) litológia határbeccsés diszkriminancia-analízissel az F-kút esetén. Jelmagyarázat: GYRT – az ellenállásból számított ($1/\sqrt{RT}$), metamorf kőzeteknél használt érték, GR – gammaérték, D – dolomit, L – mészkő, S – homokkő, A – anhidrit.

val jelölve), amennyiben nem az egész kúthossz van megnyitva, a milonitos blokkba esnek.

5. Összegzés

Az új eredmények jelentősen hozzájárulnak általános földtani ismereteinkhez, a kiskunhalasi terület kőzettani és szerke-



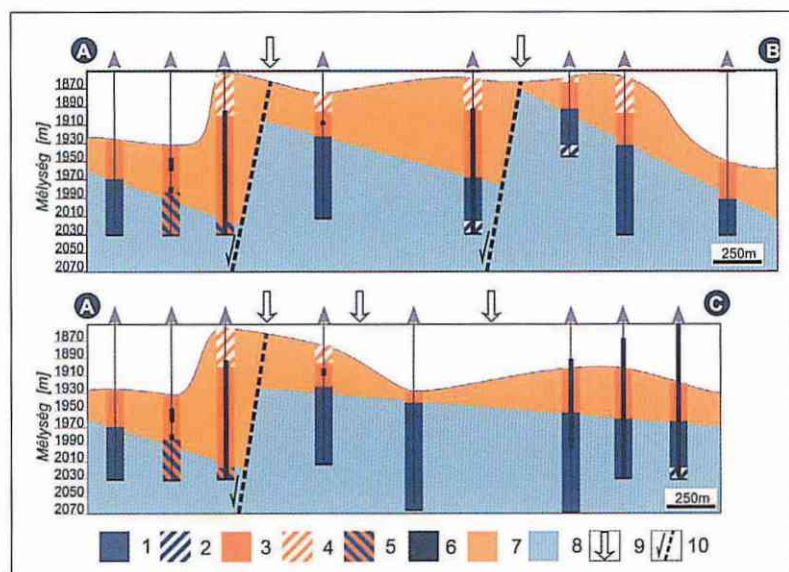
11. ábra – Grafitos karbonát fillit és milonit litológiák cross plotjai

a) sűrűség – neutron plot, b) gammaellenállás plot, c) MN plot, d) litológia határbeclés diszkriminancia-analízissel az R-kútra.

Jelmagyarázat: GYRT – az ellenállásból számított ($1/\sqrt{RT}$), metamorf kőzeteknél használt érték, GR – gammaérték, D – dolomit, L – mészkő, S – homokkő, A – anhidrit.

zeti felépítéséről. Az új földtani modell segíti az alkalmazott földtudományt is, különösen a rezervoár geológiát. Az új eredmények tükrében elmondhatjuk, hogy a régi szénhidrogén mezők újraértelmezése, a sokszor alapvető fontos-

ságú adatok hiányában is eredményes lehet. A rendelkezésre álló régi, kevés, sokszor hiányos adat megkívánja azok komplex szemléletű és összehangolt felhasználását. A kutatás során kulcsfontosságú volt továbbá a módszerek



12. ábra – Az 1.c ábrán jelölt A-B és A-C földtani szelvények

Jelmagyarázat: 1 – milonit, 2 – valószínűleg milonit, 3 – ortogneisz, 4 – valószínűleg ortogneisz, 5 – ortogneisz vagy milonit 6 – szénhidrogén-termelő szakaszok a kút mentén; feltételezett 7 – milonit vagy 8 – ortogneisz test; 9 – hidraulikai rezsimhatár, 10 – feltételezett normál vető.

széles spektrumának alkalmazása. Ez a fajta komplex szemlélet, az integrált adatkezelés és a megfelelő módszerek széles spektrumának alkalmazása, melyet jelen kutatás során alkalmaztunk, a jövőben hasonló adottságú területek esetén is alkalmazandók.

Köszönetnyilvánítás

Köszönettel tartozunk a MOL NyRT-nek, amiért a kutatáshoz felhasznált maganyagot, csiszolatokat, karotázs szelvényeket, és minden egyéb szükséges információt rendelkezésünkre bocsátott. A MOL NyRT Algyői egységén belül külön köszönet illeti Kiss Balázst, aki minden segítséget megadott, hogy zökkenőmentesen végezhessük munkánkat. Ezúton szeretnénk köszönetet mondani Vargáné Tóth Ilonának (MOL NyRT) a karotázs szelvények feldolgozása, és Vásárhelyi

Balázsnak (PTE) a kőzetmechanikai tesztek kiértékelésében nyújtott segítségével. Hálásak vagyunk Földes Tamásnak (KE) a CT-felvételekkel kapcsolatos együttműködéséért.

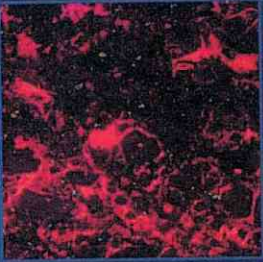
A kutatást „Az SZTE Kutatóegyetemi Kiválósági Központ tudásbázisának kiszélesítése és hosszú távú szakmai fenntarthatóságának megalapozása a kiváló tudományos utánpótlás biztosításával” című, TÁMOP-4.2.2/B-10/1-2010-0012 azonosítószámú projekt (2011/12), és a TÁMOP 4.2.4. A/2-11-1-2012-0001 Nemzeti Kiválóság Program című kiemelt projekt (2013/14) támogatta. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósult meg.

Irodalomjegyzék

- Aguilera, R. (1995): Naturally fractured reservoirs, 2nd Edition. Penwell Publishing Company, Tulsa, Oklahoma.
- Aoya, M., Kouketsu, Y., Endo, S., Shimizu, H., Mizukami, T., Nakamura, D., Wallis, S. (2010): Extending the applicability of the Raman carbonaceous-material geothermometer using data from contact metamorphic rocks. *J. Metamorphic Geol.*, **28/9**, 895–914.
- Aydin, A. (2000): Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. *Marine and Petroleum Geology*, **17/7**, 797–814.
- Árkai, P. (1978): A Kiskunhalas ÉK-I terület mezozoikumnál idősebb metamorf és magmás képződményeinek szénhidrogén prognózist

- elősegítő ásványtan-kőzettani és geokémiai vizsgálata. MTA GKI, Kézirat.
- Árkai, P. (1993): The distinction between low-T retrograde metamorphism and weathering + burial diagenesis of the gneiss and mica schist basement complex, Great Plain, Hungary: A novel use of illite "crystallinity". *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte*, **H., 8**, 337–351.
- Árkai, P., Nagy, G., Dobosi, G. (1985): Polymetamorphic evolution of the South-Hungarian crystalline basement, Pannonian Basin: geothermometric and geobarometric data. *Acta Geologica Hungarica*, **28**, 165–190.
- Beysac, O., Bollinger, L., Avouac, J-P., Goffe, B. (2004): Thermal metamorphism in the lesser Himalaya of Nepal determined from Raman spectroscopy of carbonaceous material. *Earth and Planetary Science Letters*, **225**, 233–241.
- Beysac, O., Goffé, B., Chopin, C., Rouzaud, N. (2002): Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**, 859–871.
- Bleahu, M., Haas, J., Kovács, S., Péró, Cs., Mantea, G., Bordea, S., Panin, S., Bérczi-Makk, A., Stefanescu, M., Konrád, Gy., Nagy, E., Rálich-Felgenhauer, E., Sikic, K., Török, Á. (1994): Triassic facies types evolution and paleogeographic relations of the Tisza megunit. *Acta Geologica Hungarica*, **37**, 187–234.
- Cserepes, L. (1980): A Duna–Tisza Közi karbonnál idősebb képződmények petrológiai vizsgálata. MSZKFI, Budapest.
- Cserepes-Meszéna, B. (1986): Petrography of the crystalline basement of the Danube–Tisza Interfluvium (Hungary). *Acta Geologica Hungarica*, **29/3–4**, 321–339.
- Csontos, L., Nagymarosy, A. (1998): The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions, *Tectonophysics*, **297/1–4**, 51–71.
- Csontos, L., Nagymarosy, A., Horváth, F., Kovacs, M. (1992): Tertiary evolution of the Intra-Carpathian area: a model. *Tectonophysics*, **208**, 221–241.
- Fiser-Nagy, Á., Vargáné Tóth, I., M. Tóth, T. (2014) (in press): Lithology identification with well-log interpretation in the metamorphic Kiskunhalas–NE hydrocarbon reservoir, South Hungary. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, **49/1**, 57–78.
- Haas, J., Péró, Cs. (2004): Mesozoic evolution of the Tisza Mega-unit. *International Journal of Earth Sciences*, **93/2**, 297–313.
- Haas, J., Budai, T., Csontos, L., Fodor, L., Konrád, Gy. (2010): Magyarország prekainozoos földtani térképe (Pre-Cenozoic geological map of Hungary). Földtani Intézet kiadványa.
- Horváth, F. (1995): Phases of compression during the evolution of the Pannonian Basin and its bearing on hydrocarbon exploration. *Marine and Petroleum Geology*, **12/8**, 837–844.
- Horváth, F., Bada, G., Szafián, P., Tari, G., Ádám, A., Cloetingh, S. (2006): Formation and deformation of the Pannonian Basin: constraints from observational data. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.): *European lithosphere dynamics, Memoirs*, **32**. Geological Society, London, 191–206.
- Huy, X.N., Bae, W., San, T.N., Xuan, V.T., Sung Min, J., Kim, D.Y. (2012): Fractured Basement Reservoirs and Oil Displacement Mechanism in White Tiger Field, Offshore Vietnam. AAPG Search and Discovery Article #90155©2012 AAPG International Conference & Exhibition, Singapore, 16–19 September 2012.
- Ianovici, V., Borcos, M., Bleahu, R., Patrulius, D., Lupu, M., Dimitrescu, R., Savu, H. (1976): *La géologie des Monts Apuseni*, Editions de Academi, Bucuresti.
- Kruhl, J.H., Nega, M. (1996): The fractal shape of sutured quartz grain boundaries: application as a geothermometer. *Geologische Rundschau*, **85**, 38–43.
- Lelkes-Felvári, Gy., Frank, W. (2006): Geochronology of the metamorphic basement, Transdanubian part of the Tisza Mega-Unit. *Acta Geologica Hungarica*, **49/3**, 189–206.
- Lelkes-Felvári, Gy., Frank, W., Schuster, R. (2003): Geochronological constraints of the Variscan, Permian–Triassic and eo-Alpine (Cretaceous) evolution of the Great Hungarian Plain basement. *Geologica Carpathica*, **54/5**, 299–315.
- Lister, G.S., Davis, G.A. (1989): The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, USA. *Journal of Structural Geology*, **11/1–2**, 65–94.

- Mandelbrot, B.B. (1967): How long is the coast of Britain? Statistical self-similarity and fractional dimension. *Science*, **156**, 636–638.
- Nagy, Á., M. Tóth, T. (2012): Petrology and tectonic evolution of the Kiskunhalas-NE fractured CH-reservoir, South Hungary. *Central European Geology*, **55/1**, 1–22.
- Nagy, Á., M. Tóth, T., Vásárhelyi, B., Földes, T. (2013): Integrated core study of a fractured metamorphic HC-reservoir; Kiskunhalas-NE, Pannonian Basin. *Acta Geodaetica et Geophysica Hungarica*, **48/1**, 53–75.
- Nelson, R. (2001): *Geologic analysis of naturally fractured reservoirs*. Gulf Professional Publishing, 352 p.
- Nemanich, R.J., Solin, S.A. (1979): First- and second-order Raman scattering from finite-size crystals of graphite. *Physical Review B*, **20**, 392–401.
- Német-Varga, Z. (1983): Tectonics of the Mecsek Mountains in the Alpine orogenic cycle. Annual Report. Hungary Geological Survey, 1981, 467–484.
- Rahl, J.M., Anderson, K.M., Brandon, M.T., Fassoulas, C. (2005): Raman spectroscopic carbonaceous material thermometry of low grade metamorphic rocks: Calibration and application to tectonic exhumation in Crete, Greece. *Earth and Planetary Science Letters*, **240/2**, 339–354.
- Salah, M.G., Alsharhan, A.S. (1998): The Precambrian basement: a major reservoir in the rifted basin, Gulf of Suez. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, **19/3**, 201–222.
- Schlumberger Educational Services (1989): *Log Interpretation Principles/Applications*, Schlumberger Wireline & Testing, Texas.
- Sircar, A. (2004): Hydrocarbon production from fractured basement formations. *Current Science*, **87/2**, 148–151.
- Sruoga, P., Rubinstein, N. (2007): Processes controlling porosity and permeability in volcanic reservoirs from the Austral and Neuquen basins, Argentina. *AAPG bulletin*, **91/1**, 115–129.
- Szederkényi, T. (1984): Az Alföld kristályos aljzata és földtani kapcsolatai. DSc Értekezés.
- Rozlozsnik, P. (1936): Die tektonische Stellung der bihargebirgsgruppe (Muntii Apuseni) im Karpatensystem. *Math. und Naturwissenschaft, anzeiger Budapest*, **55**, 46–76.
- T. Kovács, G. (1973): A Duna–Tisza köze déli részének földtani fejlődés története. DSc Thesis, Szeged.
- T. Kovács, G., Kurucz, B. (1984): A dél-alföld mezozoikumnál idősebb képződményei. MÁFI, Budapest, 55 p.
- Tari, G., Dövényi, P., Dunkl, I., Horváth, F., Lenkey, L., Stefanescu, M., Szafián, P., Tóth, T. (1999): Lithospheric structure of the Pannonian basin derived from seismic, gravity and geothermal data. In: Durand, B., Jolivet, L., Horváth, F., Séranne, M. (Eds.): *The mediterranean basins: tertiary extension within the Alpine Orogen*. Geological Society, London, Special Publications, **156**, 215–250.
- Tari, G., Horváth, F., Rumpler, J. (1992): Styles of extension in the Pannonian Basin, *Tectonophysics*, **208**, 203–219.
- Tuinstra, F., Koenig, J.L. (1970): Raman spectrum of graphite. *Journal of Chemical Physics*, **53**, 1126–1130.
- Yui, T.F., Huang, E., Xu, J. (1996): Raman spectrum of carbonaceous material: a possible metamorphic grade indicator for low-grade metamorphic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, **14**, 115–124.
- Vass, I., M. Tóth, T., Szanyi, J., Kovács, B. (2009): Az aljzat kristályos hátának szerepe az Alföld fluidum áramlási és hőtransport folyamataiban. In: M. Tóth, T. (Ed.): *Magmás és metamorf képződmények a Tiszai Egységben*. SZTE TTIK Földrajzi és Földtani Tanszékcsoport, GeoLitera, 325–339.
- Wiederkehr, M., Bousquet, R., Ziemann, M.A., Berger, A., Schmid, S.M. (2011): 3-D assessment of peak-metamorphic conditions by Raman spectroscopy of carbonaceous material: an example from the margin of the Lepontine dome (Swiss Central Alps). *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, **100/5**, 1029–1063.
- Whitney, D.L., Ewans, B.W. (2010): Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **95**, 185–187.
- Wopenka, B., Pasteris, J.D. (1993): Structural characterization of kerogens to granulite-facies graphite: Applicability of Raman microprobe spectroscopy, *American Mineralogist*, **78**, 533–557.
- Zachar, J., M. Tóth, T. (2004): Petrology of the metamorphic basement of the Tisza Block at the Jánoshalma High, South Hungary. *Acta Geologica Hungarica*, **47/4**, 349–371.



GEO
Litera